

## К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ШАБРОВСКОГО И ШАРТАШСКОГО ГРАНИТОИДНЫХ МАССИВОВ

С.В. Прибавкин, Е.В. Пушкарев, В.В. Холоднов

Шарташский и Шабровский гранитоидные массивы принадлежат тоналит-гранодиоритовой формации, петротипом которой на Среднем Урале является Верхисетский батолит [Бушляков, Соболев, 1976; Орогенные..., 1994]. В последние десятилетия многочисленными работами установлено, что Верхисетский батолит – это сложное, полигенное образование. Он сформировался, как минимум, в два этапа, временной разрыв между которыми составляет более 40 млн. лет [Смирнов и др., 1998; Montero et al., 2000]. Ранние, преимущественно натровые серии Верхисетского массива, имеют тоналит-гранодиоритовый и плагиогранодиорит-гранитный состав, интенсивно деформированы и сформировались 320-314 млн. лет назад, а поздние, недеформированные граниты К-На-типа внедрялись 295-275 млн. лет назад.

Геологическое строение и состав Шарташского и Шабровского гранитных массивов были подробно описаны в ряде работ [Курулен-

ко, 1977; Орогенный..., 1994; Прибавкин и др., 1998, 1999]. Гранитоиды этих массивов обладают ярко выраженным К-На-типом щелочности и характеризуются практически полным отсутствием деформаций, что сближает их с гранитами позднего этапа Верхисетского массива. Однако, ранее опубликованные данные о возрасте пород не укладываются в общую схему развития гранитного магматизма, отрабатанную на примере Верхисетского батолита, а иногда вступают и в явное противоречие друг с другом.

Так, определенный Rb-Sr изохронным методом возраст пород второй фазы Шарташского массива, составляет  $328 \pm 18$  млн. лет [Штейнберг и др., 1989], что более соответствует раннему этапу магматизма тоналит-гранодиоритового типа. По данным К-Ag метода возраст шарташских гранитоидов составляет  $315 \pm 15$  млн. лет для главной фазы и  $306 \pm 18$  и  $316 \pm 12$  млн. лет для жильных пород [Овчин-

ников и др., 1976]. По нашим К-Аг данным, возраст биотитов из гранитов составляет около 300 млн. лет (неопубликованные данные). Верхний возрастной предел формирования гранитов определяется временем внедрения в них даек калиевых ультрамафических лампрофиров с Аг-Аг возрастом 284 млн. лет и К-Аг возрастом 274 млн. лет [Прибавкин, Пушкарев, 2003].

Данные о возрасте гранитоидов Шабровского массива еще более противоречивы. По данным В.С. Попова и В.И. Богатова (устное сообщение), выполнивших Rb-Sr исследование гранита и выделенных из него минералов, изохронный возраст составляет около 330 млн. лет без учета фракций биотитов, которые легли ниже расчетной линии изохроны. По данным К-Аг датирования, проведенного нами ранее [Прибавкин и др., 1999], возраст гранитоидов, определенный по биотитам (10 опр.), составляет 260 млн. лет, а по амфиболам (4 опр.) – 297 млн. лет. Для одной пробы были получены сходящиеся данные по биотиту и амфиболу, составляющие 275 млн. лет. Среди гранитоидов Шабровского массива залегает множество тел разнообразных основных и ультраосновных пород, которые рассматриваются как крупные ксенолиты [Прибавкин и др., 1998], поскольку часто наблюдается пересечение этих пород гранитоидами. Так, возраст монцодиоритов в одном из таких тел, определенный К-Аг-методом по монофракциям амфибола, составляет  $330 \pm 9$  млн. лет, а по биотитам –  $284 \pm 8$  млн. лет [Калеганов, Пушкарев, 1992]. К-Аг возраст реакционных амфиболовых каемок, образующихся вокруг ксенолитов клинопироксенитов под воздействием вмещающих гранитоидов, составляет 260 млн. лет [Пушкарев, 2000]. Эти данные позволили исследователям предположить пермский возраст гранитоидов Шабровского массива.

Как видно из приведенного выше материала, имеющиеся данные не позволяют однозначно судить об изотопном возрасте пород Шарташского и Шабровского массивов, хотя такая информация чрезвычайно важна, поскольку с ними, также как и с Верхисетским батолитом, сопряжено золотое оруденение.

Для решения этой проблемы мы выполнили датирование цирконов из гранитов и монцодиоритов Шарташского и Шабровского массивов изотопным U-Pb методом на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по стандартной методике.

При определении возраста Шарташского

массива мы использовали цирконы, извлеченные из среднезернистого гранита второй фазы. Проба Ш2 была отобрана в восточном борту (1 горизонт) Шарташского щебеночного карьера. Форма цирконов изменяется от коротко- до длиннопризматической. Окраска варьирует от бесцветной до бежевой и желтой. Внутреннее строение зональное. Центральные части кристаллов, как правило, полупрозрачны и более интенсивно окрашены, иногда непрозрачны. Кристаллическая структура большинства зерен преобразована, что выражается в стирании зональности, появлении пламевидных структур, блокации. Такие изменения, вероятно, носят метасоматический характер [Краснобаев, 1986]. Также в центре кристаллов сосредоточено множество включений. Края кристаллов, наоборот, более чистые. Они не содержат включений и имеют хорошо выраженные зоны роста.

Результаты U-Pb датирования приведены на рис. 1. По 3 точкам был получен конкордантный возраст гранитов, равный  $302 \pm 3$  млн. лет (величина дискордантности цирконов не более 10 %). Близким возрастом характеризуются, например, этапы мигматизации (309-298 млн. лет) в Верхисетском и Каменском массивах с образованием крупных масс К-На гранитов [Montero et al., 2000; Ферштатер и др., 2007]. Один замер дал значение возраста  $247 \pm 2$  млн. лет. Возможно, что этот возраст связан с термальной активностью и гранитообразованием в близко расположенном палеоконтинентальном Мурзинско-Адуйском блоке [Попов и др., 2003].

Для датирования Шабровского массива нами были выделены цирконы из гранитов горы Высокой (пр. УК-155 в 80 м к с-в от вершины). Также были отобраны цирконы из ксенолита монцодиоритового состава (УК-119 из небольшого карьера в 500 м к с-в от разъезда «Седельниково») [Пушкарев, Осипова, 1993].

Цирконы из гранита внешне схожи с шарташскими, но в отличие от последних имеют зональное строение, подчеркивающее их магматический характер. Иначе выглядят цирконы из монцодиорита. Они имеют призматический облик, без выраженных дипирамид и часто срastaются с кристаллами роговой обманки или содержат крупные включения последней. Циркон полупрозрачный, имеет розовый цвет. Содержит множество газовой-жидких каналов, ориентированных вдоль {001}. В катодолюминесцентном изображении цирконы почти черные, со слабо проявленной зональностью.

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

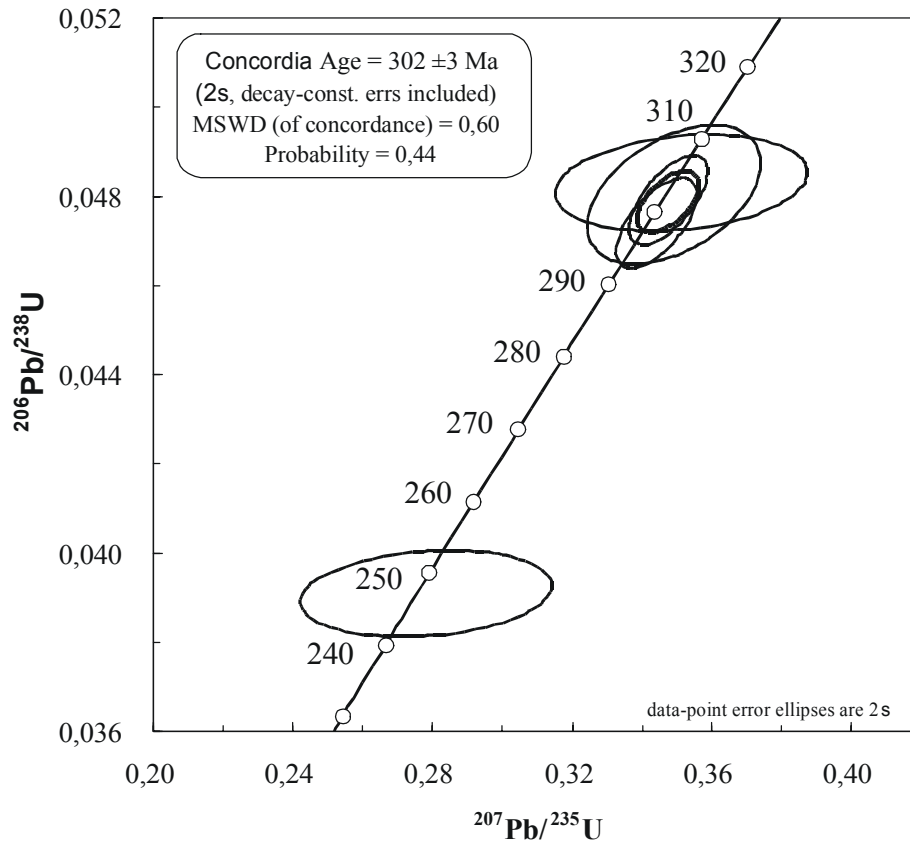


Рис. 1. Диаграмма  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  с конкордией для зерен циркона из Шарташского массива.

Изучение геохимии цирконов позволяет выделить две группы, отличающиеся содержаниями урана и тория. Первая группа характеризуется несколько повышенным содержанием U и U/Th отношением в сравнении со второй. Она же имеет значения возраста более 296 млн. лет (6 точек) и условно названа «древней» (рис. 2). Вторая группа (4 точки) названа «молодой» и имеет дискордантный возраст  $288 \pm 6$  млн. лет. Среднее значение возраста по всем точкам составляет  $302 \pm 11$  млн. лет при разбросе от 329 до 277. Однако для окончательного решения вопроса о наличии двух возрастных уровней в Шабровском массиве данных пока недостаточно. Тем не менее, широкий разброс значений возраста цирконов позволяет провести аналогию с поздними сериями Верхисетского батолита, в которых цирконы имеют спектр датировок от 314 до 275 млн. лет [Montero et al., 2000]. Кроме этого, обращает на себя внимание совпадение средних значений возраста, полученных для гранитоидов Шабровского и Шарташского массивов, имеющих заметное петро-геохимическое сходство.

Данные по возрасту цирконов, извлечен-

ных из шабровских монцодиоритов, приведены на рис. 4. Монцодиориты секутся дайкой гранодиоритов, которые по химическому составу и распределению редких и редкоземельных элементов неотличимы от гранодиоритов Шабровского массива, что позволило нам ранее рассматривать эти породы как ксенолиты в гранитоидах [Прибавкин и др., 1998, 1999]. Однако, полученный возраст цирконов, равный  $285 \pm 3$  млн. лет, противоречит этому предположению. В настоящий момент выявленное несоответствие не имеет своего решения, поскольку для этого требуется установить возраст гранитоидов, секущих монцодиориты, либо доказать, что они существенно отличаются по составу от шабровских гранитоидов, а это задачи будущего исследования. Но следует отметить, что полученные данные согласуются со временем монцодиорит-гранитного магматизма на Урале в интервале 285-275 млн. лет. Ему соответствует возраст Степнинского комплекса на Южном Урале [Веа et al., 2005] и ряда массивов на Среднем Урале [Смирнов и др., 2004]. Кроме того, можно допустить и синплутоническую природу монцодиоритов. Об этом косвенно сви-

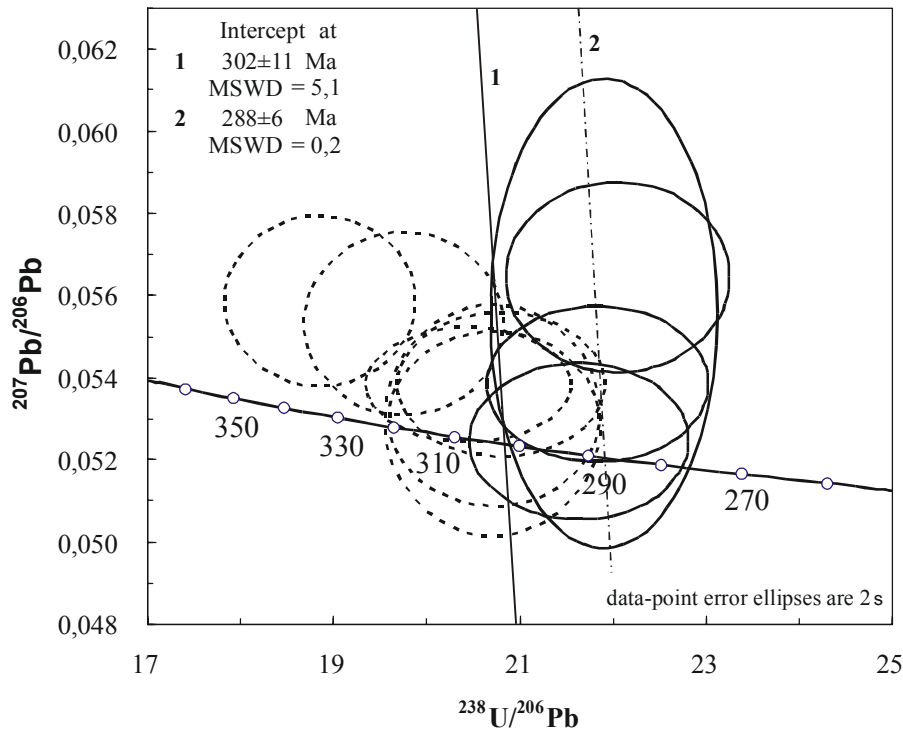


Рис. 2. Диаграмма  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  для зерен циркона из Шабровского массива. Пунктиром выделена группа условно древних цирконов; сплошной линией – молодых.

1 – средняя конкордия по 10 точкам; 2 – конкордия для «молодых» цирконов рассчитана, исходя из ее верхнего положения, заданного величиной  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0,856$  для возраста 300 млн. лет по модели Стейси-Крамерса [Stacey, Kramers, 1975].

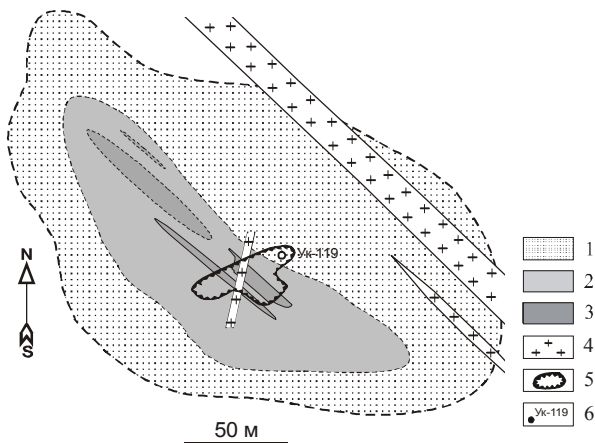


Рис. 3. Схема геологического строения тела монцодиоритов в Шабровском массиве.

1 – амфибол-биотитовые монцодиориты; 2 – порфирированные пироксен-биотит-амфиболовые кварцевые монцодиориты; 3 – амфиболовые монцодиориты; 4 – дайки гранитоидов; 5 – контур карьера; 6 – место отбора пробы. Пунктиром показана неопределенность границ тела монцодиоритов и его фаз.

детельствует зональное строение монцодиоритового тела, отсутствие деформаций, субгоризонтальная расслоенность, давление при кристаллизации 2-3 кбар, что несколько ниже, чем в гранитах (3,5 кбар) и гранодиоритах (4 кбар) [Пушкарев, Осипова, 1993]. В этом случае полученное значение возраста гранитоидов главной фазы Шабровского массива, равное 288 млн. лет, выглядит вполне реально.

Согласно модели Г.Б. Ферштатера [Ферштатер, 2003], магматизм, в результате которого были сформированы крупные тоналит-гранодиоритовые массивы, начинается и сопровождается водным базитовым магматизмом, представленным роговообманковыми и биотит-роговообманковыми габбро и диоритами, служившими субстратом и источником тепловой энергии для анатексиса. Базиты наращивали снизу кору, обусловили ее повышенную мощность в шовном мегаблоке и в области развития тоналит-гранодиоритовых массивов на континентальной окраине. Производные от них анатектические гранитоиды имеют преимущественно тоналитовый или гранодиоритовый состав. Их возраст по цирконам – 320-315 млн.

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

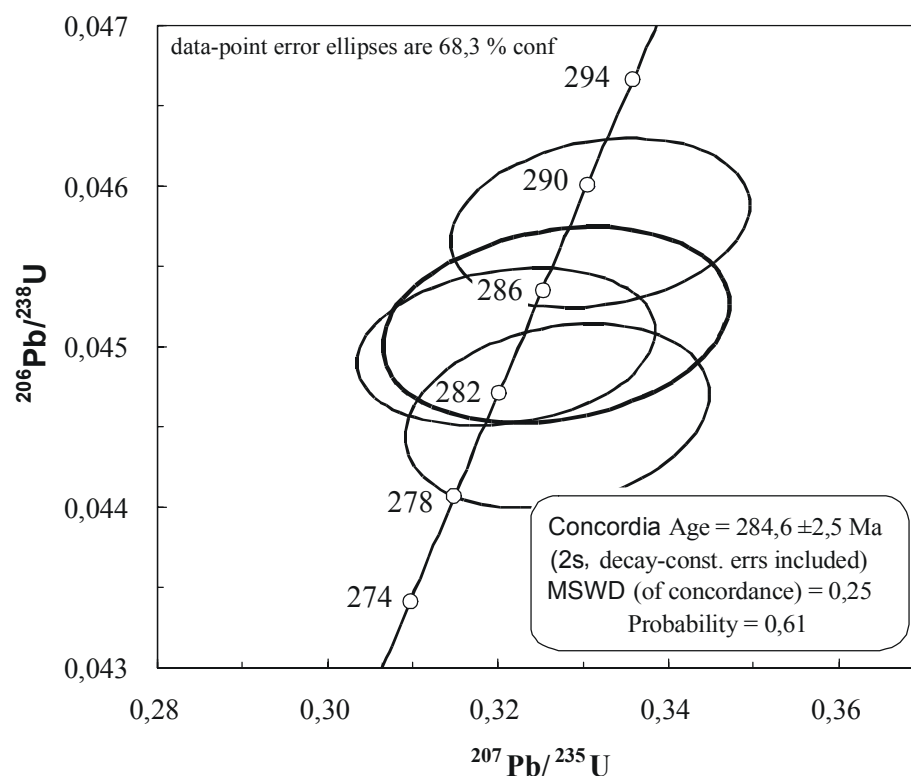


Рис. 4. Диаграмма  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  –  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  с конкордией для зерен циркона из тела монцодиоритов Шабровского массива.

лет. Возраст унаследованных цирконов достигает 345 млн. лет. Основные параметры анатексиса: высокая водонасыщенность ( $P_{\text{H}_2\text{O}}=0,7-1,0 P_{\text{общ}}$ ) генерируемых расплавов, обусловленная привнесом воды в зону частичного плавления, развитие его в области устойчивости главных гидроксилсодержащих минералов – биотита и роговой обманки, которые накапливаются в рестите, тоналитовый или гранодиоритовый состав анатектического расплава. Такой состав расплава обусловлен базитовым субстратом, степень плавления которого составляет примерно 40 %, что обеспечивает достаточное количество расплава для отделения от субстрата. Становление массивов на этом не заканчивается. По-видимому, под влиянием продолжающегося базитового магматизма происходит частичное переплавление тоналитов и гранодиоритов и образование вторичного, более калиевого адамеллитового или гранитного расплава, из которого кристаллизовались цирконы с возрастом 305-280 млн. лет. В результате такого многоступенчатого анатексиса образуются массивы, характеризующиеся сонахождением больших масс тоналитов и гранодиоритов с адамеллитами и гранитами, заметно оторванными по возрасту (в Верхисетском массиве –

на 10-40 млн. лет). Адамеллиты и граниты слагают как крупные тела в существенно тоналит-гранодиоритовых батолитах, так и отдельные небольшие массивы. Последние, примером которых является Шарташский массив, сопровождаются золото-сульфидной минерализацией кварц-жильного типа с формированием в некоторых случаях золоторудных месторождений (Березовское, Середовинское, Быньговское и др.).

Результаты датирования гранитов Шабровского массива хорошо вписываются в данную модель. Можно предположить, что цирконы с возрастом 328, 314, 304 млн. лет соответствуют реликтовым, оставшимся от переплавления пород ранних тоналит-плагиогранитных серий, а значение 288 – это время кристаллизации молодых, не деформированных гранитов.

Таким образом, датирование Шарташского и Шабровского массивов показало, что их возраст может оказаться значительно моложе, чем считалось ранее. Значения 302 млн. лет для Шарташского и Шабровского массивов соответствуют времени отделения крупных масс калинатровых гранитов в Верхисетском и Каменском тоналит-гранодиоритовых плутонах. Древние датировки 328, 314, 304 млн. лет, вероятно, являются реликтовыми от ранних гра-



нитоидных серий, подвергшихся переплавлению. Важный результат получен при датировании тела монцодиорит-гранитного состава в Шабровском массиве. Его возраст 285 млн. лет отвечает эпизоду интрузивного субщелочного магматизма на Урале, а взаимоотношения с гранитами не противоречат молодому 288 млн. лет возрасту последних.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ грант 06-05-64795а; 07-05-96006-р-Урал\_a и программы междисциплинарных проектов УрО РАН-СО РАН 2008 года, гранта Президента по поддержке научных школ НШ-4210-2006.5.*

*Список литературы*

- Бушляков И.Н., Соболев И.Д. Петрология, минералогия и геохимия Верхисетского массива. М: Наука, 1976. 340 с.
- Калеганов Б.А., Пушкарев Е.В. Калий-аргоновое датирование габброидов Уктусского и Шабровского массивов // Ежегодник-1991. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1992. С. 62-64.
- Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1989. 146 с.
- Куруленко Р.С. История формирования Шарташского гранитного массива // Ежегодник-1976. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1977. С. 39-41.
- Орогенный гранитоидный магматизм Урала / Г.Б.Ферштатер, Н.С.Бородина, М.С.Рапопорт и др. / Миасс: ИГГ УрО РАН, 1994. 247 с.
- Попов В.С., Богатов В.И., Петрова А.Ю. и др. Возраст и множественные источники гранитов Мурзинско-Адуйского блока, Средний Урал // Литосфера. 2003. № 4. С. 3-18.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Готтман И.А. и др. Клинопироксениты, горнблендиты и габброиды, ассоциированные с гранитоидами Шабровского массива // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 104-108.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В., Калеганов Б.А. и др. О возрастном соотношении гранитоидов, ультраосновных и основных пород в Шабровском и Большеседельниковском массивах на Среднем Урале, по результатам К-Аг датирования // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1999. С. 237-241.
- Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В. Позднепалеозойские ультрамафические лампрофиры на Среднем Урале // Доклады РАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 78-82.
- Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1993. С. 44-47.
- Пушкарев Е.В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 296 с.
- Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др. Результаты Rb-Sr-датирования и изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // ДАН. 1998. Т. 363. № 3. С. 389-391.
- Смирнов В.Н., Иванов К.С., Богатов В.И. Результаты Rb-Sr-датирования субщелочных гранитов Газетинского массива (Средний Урал) // Литосфера. 2004. № 1. С. 65-69.
- Ферштатер Г.Б., Шардакова Г.Ю., Краснобаев А.А. и др. Rb-Sr и цирконовый U-Pb возраст Каменского мигматит-плутона (Средний Урал) // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 200-205.
- Ферштатер Г.Б. Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. № 12. С. 1349-1364.
- Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др. Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузивно-дайкового комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1989. С. 110-112.
- Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Deformation-Driven Differentiation of Granite Magma: The Stepninsk Pluton of the Uralides, Russia // Lithos. 2005. V. 81. P. 209-233.
- Montero P., Bea F., Gerdes A. et al. Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // Tectonophysics. 2000. V. 317. № 1-2. P. 93-108.
- Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Letters. 1975. V. 26. P. 207- 221.